



Universidad
Zaragoza

Trabajo Fin de Grado

Minerales de la arcilla como potenciales archivos de
cambios climáticos en las sucesiones costeras del
Jurásico Superior de Galve (Teruel)

Clay minerals as potential files of climatic changes in
the coastal successions on Upper Jurassic in Galve
(Teruel)

Autora

Irene Rodrigo Molina

Directoras

Blanca Bauluz Lázaro

Beatriz Bádenas Lago

Departamento de Ciencias de la Tierra

Facultad de Ciencias

Curso 2019/2020

ÍNDICE

ABSTRACT	1
1. INTRODUCCIÓN	1
2. OBJETIVOS	2
3. CONTEXTO GEOLÓGICO	2
3.1. Situación geográfica	2
3.2. Situación geológica y estratigráfica	3
3.3. Contexto sedimentológico de la Formación Cedrillas	5
4. METODOLOGÍA.....	6
4.1. Trabajo de gabinete previo	7
4.2. Trabajo de campo y muestreo	7
4.3. Trabajo de laboratorio: análisis mineralógico.....	7
4.3.1. Descripción de visu:.....	7
4.3.2. Difracción de rayos X (DRX):.....	7
4.4. Recopilación de datos, síntesis y elaboración de la memoria.....	9
5. RESULTADOS.....	9
5.1. Serie estratigráfica: contexto sedimentario de las muestras analizadas	9
5.2. Análisis mineralógico: difracción de rayos X	14
6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN.....	18
6.1. Análisis mineralógico y relación con los ambientes sedimentarios	18
6.2. Análisis mineralógico y posibles ciclos climáticos	21
7. CONCLUSIONS	22
8. BIBLIOGRAFÍA	23

ABSTRACT

The Upper Jurassic (uppermost Kimmeridgian to lowermost Tithonian) Cedrillas Formation in the Galve subbasin (Teruel) represents deposition in coastal environments and consists on four sequences defined the relative dominance of carbonate, mixed and siliciclastic facies (Val *et al.*, 2018; Val, 2020). This relative dominance of carbonate-siliciclastic deposition has a climatic control (arid to humid periods). This work focuses on the application of clays minerals as paleoclimate *proxy* in the Cedrillas Formation, in particular, evaluate the proposed climatic control on the unit by means of the clay mineralogy.

A detailed mineralogical analysis of 20 selected muddy samples (grey marls, red mudstones) representing coastal plain to marginal *lagoon* sediments of the Cedrillas Formation, has been carried. The mineralogy was determined both in whole samples and their corresponding less than 2 μm fractions using X-ray diffraction. From these data, the arid/wet index have been calculated (illite+chlorite vs kaolinite+smectite).

The principal minerals present are quartz, calcite and clay minerals, also feldspars and dolomite are found in smaller proportions, and siderite and hematites as accessories .

Main clay minerals are illite, kaolinite, chlorite, sepiolite, paligorskite and some smectite. The study suggests that most of the clays of the Cedrillas Formation are probably detrital, whereas the fibrous clays (sepiolite and paligorskite) might be both authigenic and detrital.

The combination of the mineralogical analysis and the knowledge of the sedimentological and stratigraphy context of the unit makes possible to confirm that the proposed carbonate-siliciclastic cycles where in turn with arid (dominated by illite and chlorite)-humid conditions (dominated by kaolinite and smectite), respectively. Furthermore, clay minerals also indicate that the inprint of the extensive tectonics coeval with sedimentation at the upper part of the unit, did not obliterate the climate signal. In addition, the clay mineralogy suggest that the humid cycles would correspond to warm and humid conditions.

Therefore, the clay mineralogy is a good and powerful paleoclimatic *proxy* in transitional environments if the clays has not been modified by diagenesis.

1. INTRODUCCIÓN

La Formación Cedrillas en los afloramientos de Galve (provincia de Teruel) es una unidad de edad Jurásico Superior (Kimmeridgiense terminal-Titoniense basal) que forma parte del relleno sedimentario de la denominada subcuenca de Galve, dentro de la Cuenca del Maestrazgo. La formación tiene una potencia variable de 150-220 m y está formada por una alternancia de diversas litologías y facies (calizas, margas, areniscas y lutitas). El contexto estratigráfico-sedimentario de esta unidad fue analizado recientemente por Val *et al.* (2018), quienes reconocen cuatro secuencias sedimentarias, con cambios significativos de las facies predominantes (carbonatadas, siliciclásticas y mixtas carbonatadas-siliciclásticas) y ambientes de sedimentación dentro de dominios costeros, que se relacionan con posibles cambios climáticos árido-húmedo ligados a ciclos orbitales de excentricidad de largo termino (~400 ka). Las secuencias 1 y 2 representarían una sedimentación recíproca con facies carbonatas en la parte inferior (periodo árido) y siliciclásticas en la parte superior (periodo húmedo). La secuencia 3 (sedimentación mixta a siliciclástica) y la secuencia 4 (completamente mixta) reflejarían,

la acción conjunta de los cambios climáticos y la tectónica extensiva hacia la parte superior de la unidad.

El análisis de minerales de la arcilla se ha revelado como *proxy* paleoclimático tanto en sucesiones estratigráficas representativas de ambientes sedimentario continentales (p.ej. Do Campo *et al.*, 2018) como marinos (p.ej. Dera *et al.*, 2009). Para las sucesiones del Jurásico Superior, son pocos los trabajos en los que se haya analizado la relación entre minerales de arcilla y paleoclima (p.ej. Ruffel *et al.*, 2002), y en particular, no existen hasta el momento trabajos de este tipo para las sucesiones del Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica, con excepción de algunos estudios en facies marinas abiertas (p.ej. Colombié *et al.*, 2014).

Así pues, el Trabajo de Fin de Grado que se presenta en esta memoria representaría la primera contribución enfocada al estudio de los minerales de la arcilla como *proxy* paleoclimático en sucesiones costeras del Jurásico Superior (Formación Cedrillas) tomando como base el trabajo estratigráfico-sedimentológico previo de Val *et al.* (2018) y su hipótesis sobre la posible impronta de cambios climáticos.

2. OBJETIVOS

El objetivo principal es determinar el potencial de aplicación de los minerales de la arcilla como *proxy* paleoclimáticos, en concreto en la Formación Cedrillas en Galve, caracterizada por pertenecer a medios transicionales costeros. Se realiza en esta formación debido al conocimiento previo de su estratigrafía y sus paleoambientes de depósito, así como por ser afectada su sedimentación por ciclos climáticos, pudiendo plasmarse estos en la mineralogía de arcillas.

Para conseguir ese objetivo principal, se han establecido una serie de objetivos secundarios, tales como: 1) el reconocimiento y muestreo en campo de las facies y secuencias previamente definidas; 2) el análisis mineralógico de muestra total y de la fracción arcilla de las mismas muestras; 3) la interpretación y relación de los datos obtenidos con las facies definidas; y 4) la discusión sobre el posible efecto del clima en la mineralogía, y los factores que condicionan la viabilidad de que se produzca esa posible impronta, como por ejemplo la alteración producida por diagénesis, otro tipo de alteraciones y la tectónica.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1. Situación geográfica

La Formación Cedrillas se ha estudiado en dos secciones estratigráficas próximas a la localidad de Galve (Teruel) (Fig. 1), previamente estudiadas por Subías (2015) y Val *et al.* (2018), denominadas Galve-1 y Galve-3, siguiendo la denominación de Val *et al.* (2018).

El perfil Galve-3 se encuentra al N de Galve a lo largo de la carretera TE-V-8021 (Fig. 1A, C). Sus coordenadas geográficas son: base (40°40'03.66" N, 0°52'32.48" O) y techo (40°39'51.94" N, 0°52'25.35" O). El perfil Galve-1 se encuentra al O de Galve, cercano al río Alfambra (Fig. 1A, B), y sus coordenadas geográficas son: base (40°39'05.57" N, 0°53'17.84" O) y techo (40°39'07.64" N, 0°53'13.21" O).

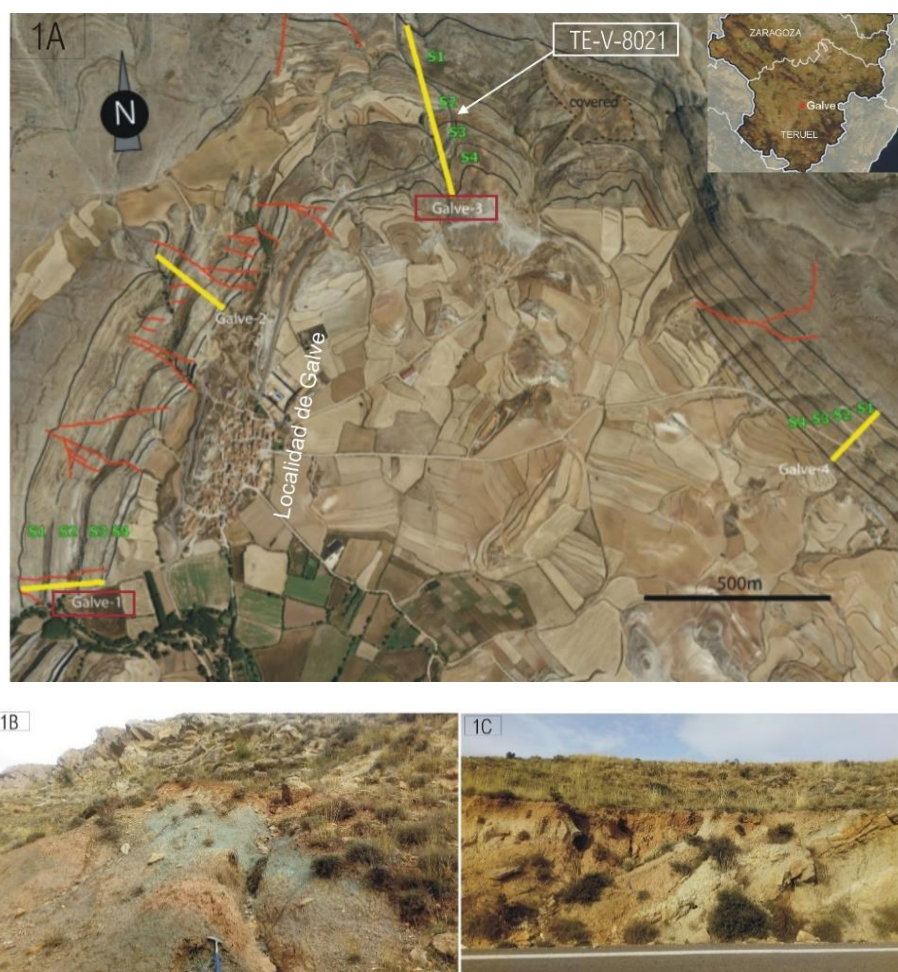


Figura 1. A: Vista aérea de la zona de estudio, donde se indican en amarillo los perfiles realizados por Val et al. (2018), así como la cartografía de las 4 secuencias (S1-S4) de la Formación Cedrillas. Se han recuadrado en rojo los perfiles Galve-1 y Galve-3 analizados en el presente trabajo. Modificada de Val et al. (2018). B: Nivel de lutitas de la secuencia 3 en el perfil Galve-1, donde se tomó la muestra GR-2. C: Nivel de lutitas de la secuencia 1 en el perfil Galve-3, donde se tomó la muestra G-02.

3.2. Situación geológica y estratigráfica

La Formación Cedrillas en Galve constituye parte del relleno sedimentario de la subcuenca de Galve, de orientación NO-SE, situada dentro de la Cuenca del Maestrazgo (Fig. 2). La Cuenca del Maestrazgo y sus diferentes subcuencas se originaron debido a la tectónica de carácter extensional que afectó a la Cuenca Ibérica durante la etapa de *rift* Jurásico Superior-Cretácico Inferior, produciendo su estructuración en diferentes cuencas y subcuencas subsidentes (Aurell et al., 2016; Aurell et al., 2019a). Así pues, la subcuenca de Galve se encuentra delimitada por tres fallas (Fig. 2): hacia el N por la falla de Turmell (falla normal, posteriormente invertida en el Terciario, con buzamiento hacia el S), hacia el S por la falla de Cedrillas (falla normal, con buzamiento hacia el S), ambas de dirección ESE-ONO, y hacia el E por la falla Miravete (falla normal de dirección NNE-SSO, con buzamiento hacia el O), localizándose la subcuenca en el bloque superior hundido de la zona de la falla normal de Turmell. (Salas y Guimerá, 1996).

Durante el *rift* Jurásico Superior-Cretácico Inferior se produjo la sedimentación de dos secuencias *sinrift*: la primera de ellas (*sinrift* 1) abarca del Kimmeridgiense Inferior a la parte baja del Valaginiense Inferior y la segunda secuencia (*sinrift* 2) abarca desde la parte baja del Valaginiense Inferior hasta el Albiense.

En concreto, junto con las formaciones Sot de Chera, Loriguilla e Higuieruelas, la Formación Cedrillas forma parte del depósito correspondiente a la primera etapa de la secuencia *sinrift* 1 (*sinrift* 1A en la Fig. 3). La segunda etapa corresponde al depósito de la Formación Aguilar del Alfambra y la tercera a la Formación Galve (etapas *sinrift* 1B y 1C, respectivamente en Fig. 3).

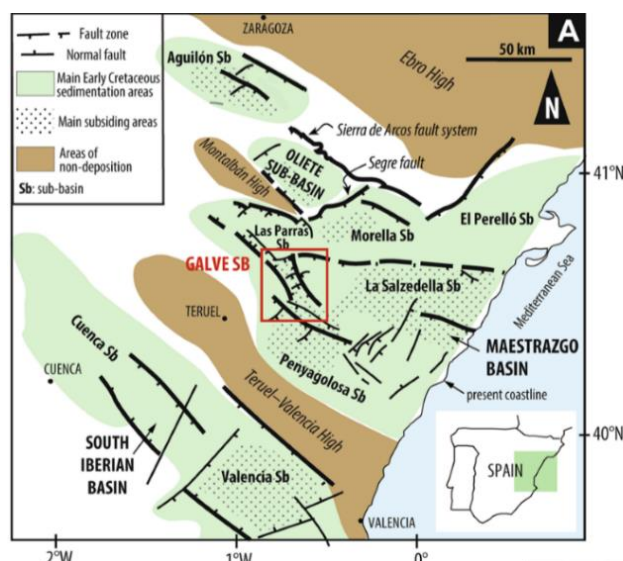


Figura 2. Localización geológica de la subcuenca de Galve, dentro de la Cuenca del Maestrazgo. Tomada de Val et al. (2018).

La Formación Cedrillas fue redefinida recientemente por Aurell *et al.* (2019a), sustituyendo a la Formación Villar del Arzobispo en el ámbito de la subcuenca de Galve, precisando a su vez su edad Kimmeridgiense terminal-Titonense basal, gracias a la presencia del foraminífero bentónico *Alveosepta jaccardi* y en base a isótopos de estroncio (Val *et al.*, 2018). La formación aflora en una estructura sinclinal, conocida como sinclinal de Galve, con casi continuidad de afloramientos (Fig. 1), lo que permitió su análisis estratigráfico y sedimentológico detallado (Val *et al.*, 2018).

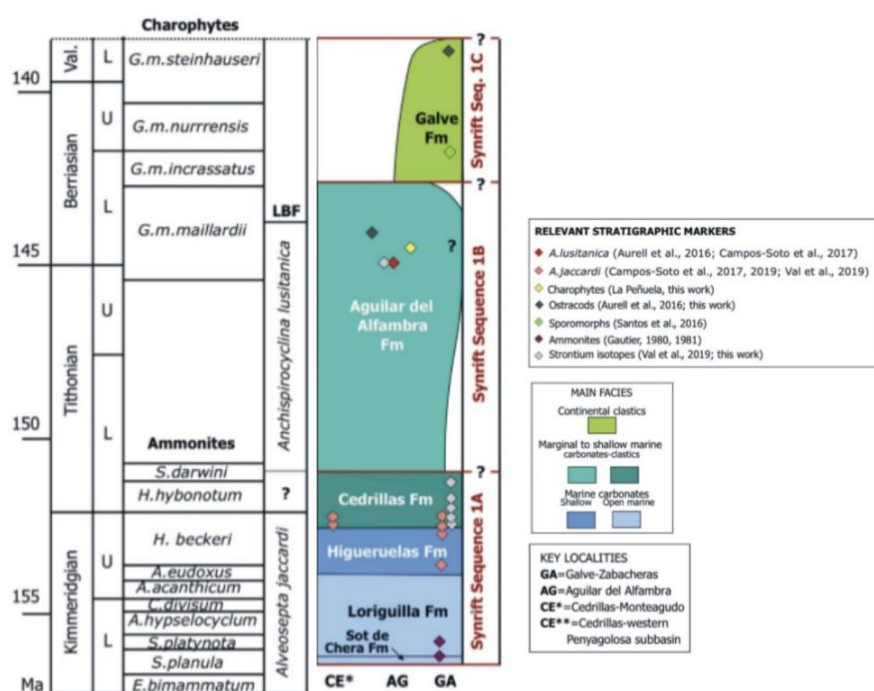


Figura 3. Cronoestratigrafía de las unidades del Kimmeridgiense-Berriasiense de la subcuenca de Galve. GA indica los afloramientos de Galve. Tomada de Aurell et al. (2019a).

La unidad presenta una potencia de 150-220 m. En ella se reconocen litologías variadas, incluyendo: calizas grises a ocre tabulares en estratos de potencia decimétrica con diferentes texturas y componentes, margas grises y lutitas rojizas y ocre en niveles de hasta 7 m de potencia, y areniscas amarillentas en paquetes de hasta 8 m, con variadas estructuras sedimentarias (laminación paralela y cruzada, y estratificación cruzada, planar y en surco, entre otras) (Subías, 2015; Val *et al.*, 2018).

3.3. Contexto sedimentológico de la Formación Cedrillas

La sedimentología y organización secuencial de la Formación Cedrillas en los afloramientos de Galve fue objeto de estudio preliminar por Subías (2015). Más recientemente Val *et al.* (2018) y Val (2020) estudiaron cuatro perfiles estratigráficos realizados en el entorno de Galve (Fig. 1), así como otros dos perfiles de la subcuenca de Galve, uno de ellos en Aguilar del Alfambra y otro entre las localidades de Monteagudo y Cedrillas, con objeto de observar la distribución espacial de facies de la unidad y su organización secuencial. Dicho análisis de facies y secuencias en los sectores de Galve, Aguilar del Alfambra y Monteagudo permitió dividir la unidad en cuatro secuencias (S1 a S4) de espesor variable (30 a 80 m de espesor), cuya correlación de facies entre los seis perfiles se encuentra en la Fig. 4.

Las secuencias están definidas por cambios en los tipos de facies y subambientes de sedimentación dentro de los dominios costeros en los que se desarrollaron, y su génesis se relacionó con cambios climáticos árido-húmedo relacionados con ciclos orbitales (excentricidad de largo término: ~400 ka), si bien con cierta impronta de la tectónica extensiva hacia techo de la unidad.

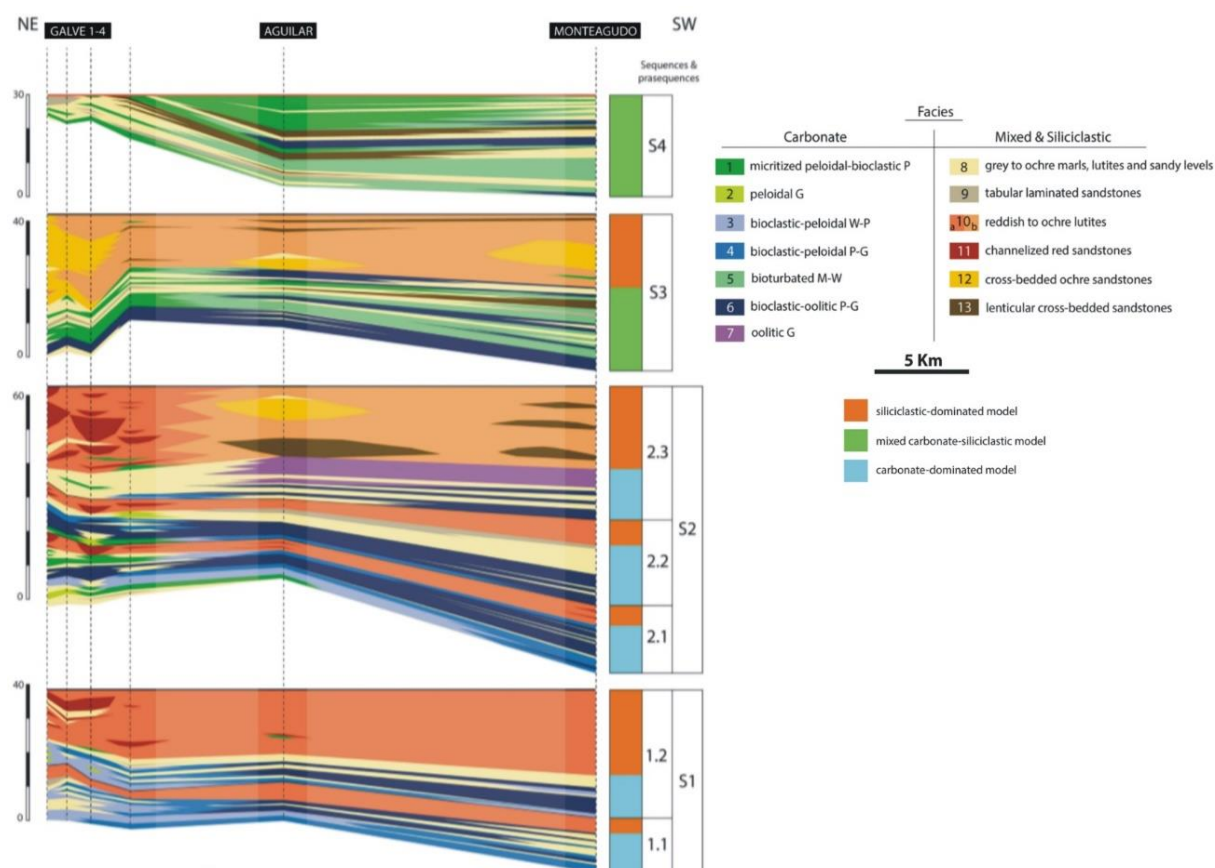


Figura 4. Correlación entre los perfiles estratigráficos de la Formación Cedrillas, teniendo en cuenta las distintas facies y las secuencias. Tomada de Val *et al.* (2018).

Las dos primeras secuencias S1 y S2 tienen una sedimentación denominada recíproca, ya que en cada una de ellas predomina la sedimentación carbonatada en la parte inferior (periodo árido) y siliciclástica en la parte superior (periodo húmedo). El ambiente de depósito de los materiales carbonatados es una llanura costera-*lagoon* carbonatado, mientras que la parte superior de las secuencias con predominio de la sedimentación siliciclástica, representaría una llanura costera a delta dominado por el oleaje. Val *et al.* (2018) reconocen también parasecuencias con una sedimentación recíproca similar dentro de S1 (parasecuencias 1.1. y 1.2) y de S2 (parasecuencias 2.1 a 2.3) (Fig. 4).

En la tercera secuencia S3 la sedimentación evoluciona de mixta (llanura costera-*lagoon* somero mixto) a siliciclástica (llanura costera a delta dominado por el oleaje). En la última secuencia S4 el sistema sedimentario es exclusivamente mixto, de llanura costera a *lagoon* somero. Estas dos últimas secuencias se relacionaron también con cambios climáticos, pero con impronta de la tectónica (parte alta de la S3 y la S4), ya que se encuentran afectadas por tectónica extensiva, en concreto por fallas normales sinsedimentarias, que fueron reconocidas en Aurell *et al.* (2019b) en la zona del sinclinal de Galve.

Para el análisis de los minerales de la arcilla en los perfiles Galve-3 y Galve-1 se ha tomado como referencia tanto la propuesta secuencial de Val *et al.* (2018), como las facies reconocidas por estos autores a lo largo de los perfiles realizados, para situar y contextualizar los resultados del análisis de arcillas. En concreto, clasifican las facies en tres grupos (Fig. 4): carbonatadas (facies 1-7), una mixta (facies 8) y siliciclásticas (facies 9-13).

Las facies carbonatadas corresponden a calizas tabulares en estratos decimétricos, y se diferencian en función de su textura y componentes dominantes: *packstones* de bioclastos y peloides micritizados, con bivalvos desarticulados como bioclastos dominantes (facies 1); *grainstones* de peloides (facies 2); *wackstones-packstones* de bioclastos y peloides (facies 3); *packstones-grainstones* de peloides y bioclastos (facies 4); *mudstones-wackstones* con intensa bioturbación (facies 5); *packstones-grainstones* de ooides y bioclastos (facies 6); y *grainstones* oolíticos (facies 7).

La facies mixta (facies 8) está caracterizada por margas ocre-grises con potencias de hasta 5 m, con delgados niveles lutíticos y arenosos intercalados. En cuanto a las facies siliciclásticas (facies 9-13), su diferenciación se basó fundamentalmente en la litología, estratificación y estructuras sedimentarias: areniscas en estratos tabulares decimétricos con laminación paralela (facies 9); lutitas en niveles decimétricos-métricos, rojizas (facies 10a) u ocre (facies 10b); areniscas rojas en paquetes métricos con bases canaliformes (facies 11); areniscas ocre en paquetes métricos con estratificación cruzada y bases erosivas (facies 12); y areniscas en paquetes métricos con morfologías lenticulares (facies 13).

La posición de estas facies en los tres modelos sedimentarios (carbonatado, siliciclástico y mixto) de Val *et al.* (2018), y en especial, de aquellas donde se tomaron muestras (facies 8 y 10a) se mostrará en el apartado de resultados.

4. METODOLOGÍA

La metodología de trabajo ha incluido: trabajo de gabinete previo, trabajo de campo y muestreo, trabajo de laboratorio en cuanto a análisis mineralógico y trabajo de interpretación de los datos y elaboración de la memoria.

4.1. Trabajo de gabinete previo

Antes de iniciar el trabajo de campo, se realizó un estudio bibliográfico acerca de la estratigrafía y sedimentología del registro sedimentario correspondiente a la subcuenca de Galve. Se llevó a cabo en especial acerca de la Formación Cedrillas, en los perfiles estratigráficos previamente estudiados por Subías (2015) y Val *et al.* (2018), con el fin de previsualizar los niveles estratigráficos en los que se debería recoger muestra para el análisis de la mineralogía de arcillas, y contextualizarlas en las secuencias, diferentes facies y ambientes de sedimentación de las mismas. En particular, para el perfil Galve-3 se realizó un análisis comparativo de las dos series estratigráficas realizadas en este perfil con distinto enfoque y escala: la de Subías (2005), de enfoque más estratigráfico, y la de Val *et al.* (2018) con más información sobre las facies. Se trasladó la información cotejada de ambas series a fotografías de campo disponibles de todo el perfil, para su posterior uso en el trabajo de campo. Para el perfil Galve-1 se analizó la información de Val *et al.* (2018).

4.2. Trabajo de campo y muestreo

Para la realización del trabajo de campo en los perfiles Galve-3 y Galve-1 (Fig. 1) fue necesaria una jornada de campo que tuvo por objeto el reconocimiento de las series y el muestreo para el análisis de la mineralogía de arcillas, buscando obtener muestras en niveles margosos o lutíticos que fueran representativas tanto de las cuatro secuencias S1 a S4, como de sus intervalos carbonatado, siliciclástico o mixto, potencialmente controlados por cambios climáticos según Val *et al.* (2018).

Se reconoció la serie estratigráfica correspondiente al perfil Galve-3 con ayuda de la información cotejada y trasladada a las fotografías de campo de las series previas de Subías (2015) y Val *et al.* (2018) y se examinaron sucesivos niveles de facies, muestreando aquellos más óptimos. En este perfil se recogió un total de 16 muestras, todas ellas de litología margosa o lutítica, algunas con carácter algo más arenoso, en concreto de las secuencias S1 (5 muestras), S2 (9 muestras) y S3 (2 muestras). Debido a las malas condiciones del afloramiento de los niveles arcillosos para la parte superior de la S3 y para la S4 fue imposible su muestreo en dicho perfil.

La parte superior de S3 y la S4 fueron reconocidas y muestreadas, con la misma metodología, en el perfil Galve-1 a partir de los datos de esta serie de Val *et al.* (2018). Aquí se tomaron 4 muestras, 3 de ellas correspondientes a la S3 y una de la S4, todas ellas de carácter arcilloso-arenoso.

Del total de 20 muestras recogidas mediante los materiales usuales de muestreo (martillo, bolsas, etiquetas...), se realizó una descripción visual con ayuda de una lupa de mano.

4.3. Trabajo de laboratorio: análisis mineralógico

4.3.1. Descripción de visu:

Previo al análisis mineralógico se verificó la descripción visual realizada en campo de las 20 muestras. Mediante lupa de mano se observó posibles minerales, se realizó una clasificación de las muestras en cuanto a litología (marga o lutita con carácter arenoso, limoso o, arcilloso) y color.

4.3.2. Difracción de rayos X (DRX):

Mediante DRX se realizó el estudio de la mineralogía de las 20 muestras, utilizando el método del polvo. Se determinó la mineralogía de las muestras totales y, para caracterizar en detalle las arcillas, se estudió las fracciones < 2µm, ya que estas fases se concentran en dichas fracciones finas.

En primer lugar, las muestras fueron trituradas, posteriormente homogeneizadas y divididas en partes iguales y representativas (cuarteadas) para obtener una fracción representativa de aproximadamente unos 30 gr de la muestra total para el estudio de la mineralogía y del orden de 150 gr para el estudio de la mineralogía correspondiente a arcillas.

1) La parte correspondiente a la muestra total fue molida en un molino de ágata (alrededor de 10 min) y posteriormente se cuarteó de manera manual para obtener aproximadamente 5 gr de muestra, que posteriormente se tamizó por un tamiz de luz de malla de 53 μm en seco. Cuando fue necesario se utilizó un mortero de ágata para que toda la muestra pasara por el tamiz. Con las muestras tamizadas, se prepararon muestras desorientadas utilizando un portamuestras de aluminio sobre un vidrio, y se indicó la sigla de la muestra correspondiente.

De cada una de estas preparaciones desorientadas, se obtuvo un difractograma de rayos X, utilizando un difractómetro de RX, Philips PW 1729 X-RAY, con radiación Cu-K α , y trabajando con un voltaje de 40 kV y 30 mA de intensidad y monocromador de grafito. Los difractogramas se obtuvieron del rango entre 3 y 60°2 θ , con una velocidad de goniómetro de 0,1 2 θ /seg y tiempo de integración de 0,4 seg. El software utilizado para procesar y almacenar los datos de difracción fue el X PowderX (Martín, 2016).

2) Para el estudio de los minerales de la arcilla, se utilizó la segunda muestra obtenida por cuarteo posteriormente a la trituración. Como en el análisis de visu se había deducido la presencia de calcita, se realizó un ataque ácido a las muestras con el fin de eliminar parte de los carbonatos para evitar la floculación de las arcillas durante la extracción de las fracciones inferiores a 2 μm y concentrar la presencia de las arcillas en dichas fracciones. El ataque se realizó con ácido clorhídrico 0,3 N (26 ml de HCl y agua destilada hasta 1 l). Debido a la alta cantidad de carbonatos que contenían las muestras, hubo que reemplazar la solución de HCl varias veces hasta que el carbonato se consumió.

Posteriormente, se lavaron las muestras con agua destilada hasta que se comprobó mediante los papeles indicadores de pH que el agua era neutra. Tras esto se les añadió de nuevo agua destilada y se agitaron las muestras mediante la batidora Heidolph tipo rzz 1, durante 20 min. Después de agitarlas fueron centrifugadas en la centrifugadora Hettich Universal 320, durante 3 min y 36 seg a 580 rpm, pudiendo así separar la fracción menor de 2 μm del resto de la muestra. La muestra resultante (< 2 μm) se secó en lámparas de infrarrojos.

A continuación, se le añadió algo de agua destilada, para formar una suspensión concentrada de muestra, de la que mediante un pincel se depositaron unas gotas en un portamuestras de vidrio. Esta preparación favorece que los planos (001) de los minerales de la arcilla se depositen paralelos al vidrio, ya que la mayoría de las arcillas tienen morfología planar. Dichas preparaciones, denominadas agregados orientados, se dejaron secar al aire y posteriormente se obtuvo un difractograma de cada una de ellas, mediante el mismo difractómetro y con condiciones de velocidad de goniómetro de 0,03 2 θ /seg y tiempo de integración de 1 seg. Los difractogramas tienen la zona de barrido de 3 a 30°2 θ . Todos los agregados orientados secados al aire, fueron solvatados con etilenglicol durante 48 h, en una estufa a 60°C, para poder reconocer la presencia de arcillas expandibles.

La identificación mineralógica se realizó mediante la consulta bibliográfica de tablas de difracción (Joint Committee on Powder Diffraction Standards, 1974) y la página web Mincrust. Mediante DRX no se detectan fases amorfas y tiene un límite de detección del 5%.

Se han utilizado los poderes reflectantes de Schultz (1964) y Biscaye (1965), lo que permitió hacer un cálculo semicuantitativo de los minerales contenidos en cada muestra, tanto en las muestras totales como en la fracción arcilla.

La composición mineralógica de cada muestra se realizó mediante un análisis semicuantitativo en el que se aplica la siguiente fórmula:

$$\%Mineral = 100 \cdot \frac{I/PR}{\Sigma(I/PR)}$$

Siendo I la intensidad (altura de la reflexión característica para cada mineral) y PR el poder reflectante del mismo. En el denominador se indica el sumatorio de estos parámetros de todos los minerales presentes en la muestra.

4.4. Recopilación de datos, síntesis y elaboración de la memoria

Se elaboró mediante CorelDRAW 9 las columnas estratigráficas-sedimentológicas correspondientes a los dos perfiles estudiados en campo e integrando los datos de Subías (2015) y Val *et al.* (2018). En ellas se indicó la litología y facies, las secuencias y parasecuencias con su alternancia de modelos carbonatado, siliciclástico o mixto, así como el nivel en el que se recogieron las muestras posteriormente analizadas y la mineralogía de las mismas.

Se calculó el índice árido/húmedo, propuesto como variante del original de Chamley (1989), que en su definición original tenía en cuenta la relación en porcentaje en peso entre illita y caolinita, mientras que el utilizado en este trabajo es definido como una relación de illita más clorita frente a esmectita más caolinita, ya que la formación de caolinita se relaciona con climas húmedos-subtropicales, la esmectita requiere de condiciones húmedas y cálidas y la illita se desarrolla junto con la clorita en climas secos (Chamley, 1989; Hallan *et al.*, 1991; Righi y Meunier, 1995; Ruffell *et al.*, 2002). Dicha fórmula se aplicó a los resultados obtenidos de la mineralogía de la fracción arcilla:

$$\frac{\%Illita + \%Clorita}{\%Esmectita + \%Caolinita}$$

Al corresponder illita y clorita a climas predominantemente áridos y esmectita y caolinita a húmedos y cálidos, los valores más altos de este índice indicarían un ambiente más árido, mientras que valores más bajos corresponderían a ambientes más húmedos y también cálidos, en términos relativos.

Para el manejo de los datos de composiciones mineralógicas calculadas tras su análisis se utilizó Excel. Posteriormente se recopilaron y sintetizaron los datos en esta memoria.

5. RESULTADOS

5.1. Serie estratigráfica: contexto sedimentario de las muestras analizadas

Los dos perfiles estratigráficos estudiados en la Formación Cedrillas, Galve-1 y Galve-3, revisados y redibujados, integrando los datos de Subías (2015) y Val *et al.* (2018), así como la información mineralógica de las muestras analizadas en el presente trabajo, se indican en las Figs. 5 a 7.

El perfil Galve-3 es de 110 m de potencia (Figs. 5, 6 y 7) y abarca las secuencias S1 y S2 y la parte basal de la secuencia S3. Como se ha comentado en el apartado de metodología, debido a las malas condiciones de afloramiento de los niveles arcillosos, la parte alta de la secuencia S3 y la secuencia S4 del perfil Galve-3 se estudió en el perfil Galve-1. El perfil Galve-1 tiene 45 m de potencia y abarca las

secuencias S3 y S4 (Fig. 7). A continuación, se explica el contexto estratigráfico y sedimentológico de las muestras analizadas, tomando de referencia los modelos de sedimentación de Val *et al.* (2018), (Fig. 8).

Las secuencias S1 y S2 reconocidas en el perfil Galve-3 (Figs. 5 y 6) tienen una potencia de 34 y 62 m, respectivamente, y están subdivididas en parasecuencias (1.1 y 1.2, y 2.1 a 2.3, respectivamente). Ambas secuencias caracterizan una sedimentación recíproca carbonatada (llanura costera-*lagoon* carbonatado) a sedimentación siliciclástica (llanura costera a delta dominado por el oleaje), (Fig. 8). En estas secuencias se tomaron 6 muestras en las facies de los intervalos carbonatados, en concreto todas ellas en la facies de margas grises-ocres (facies 8), que representaría el subambiente somero del *lagoon*, en el que se produciría la entrada variable de lodo detrítico, dentro del modelo carbonatado de llanura costera-*lagoon* carbonatado (ver A en Fig. 8), próxima a las facies 1 y 3 del subambiente de *lagoon* protegido. Por otra parte, se tomaron 8 muestras de los intervalos siliciclásticos, en concreto todas ellas en las facies de lutitas rojas (facies 10a), que representa el subambiente más proximal, de llanura costera, del modelo siliciclástico de llanura costera a delta dominado por el oleaje (ver C en Fig. 8), próximas a las facies 11 que constituyen los canales fuente del sistema deltaico.

Las secuencias S3, reconocida parcialmente en los perfiles Galve-3 y Galve-1, y la secuencia S4 reconocida en el perfil Galve-1 (Fig. 7) tienen una potencia de 38 y 7 m, respectivamente, estando la secuencia S3 dividida en parasecuencias (3.1 y 3.2). La S3 caracteriza una sedimentación recíproca mixta (llanura costera-*lagoon* somero mixtos) a sedimentación siliciclástica (delta dominado por el oleaje) (Fig. 8). En esta secuencia se tomaron 3 muestras en las facies de los intervalos mixtos, en concreto todas ellas en la facies de margas grises-ocres (facies 8), que representaría la llanura costera dentro del modelo mixto (ver B en Fig. 8), próximas a las facies 1 del subambiente de llanura costera-parte más somero del *lagoon* y a las facies 9 del subambiente correspondiente a canales costeros. Por otra parte, se tomaron 2 muestras de los intervalos siliciclásticos, en concreto ambas en la facies de margas grises-ocres (facies 8), que representa el subambiente de *backshore*, próximas a la facies 12 que constituyen el delta dominado por el oleaje. La S4 caracteriza una sedimentación mixta (llanura costera-*lagoon* somero mixtos), (Fig. 9). En esta secuencia se tomó una muestra en la facies de margas grises-ocres (facies 8) de llanura costera, próxima a las facies 1 del subambiente más somero del *lagoon*.

En resumen, todas las muestras tomadas para el análisis mineralógico corresponden a facies lutíticas o margosas depositadas en los dominios más proximales de cada uno de los modelos de sedimentación (Fig. 8), siendo imposible la recogida de muestras correspondientes a facies lutíticas de dominios más abiertos (p.ej. facies 10b), al no encontrarse su depósito en los perfiles estudiados.

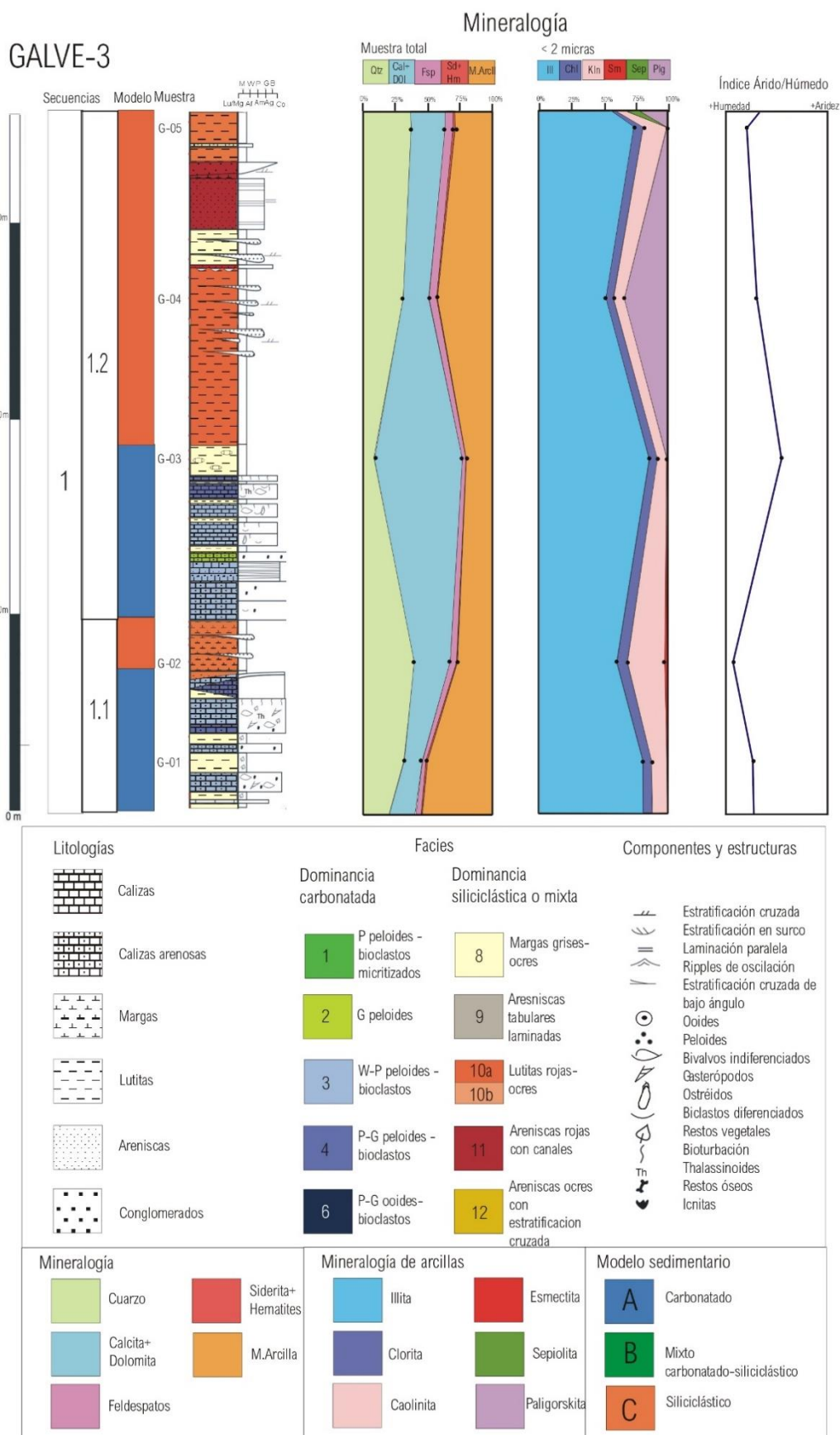


Figura 5. Perfil Galve-3, correspondiente a la secuencia S1 de la Formación Cedrillas. A la derecha de la imagen se muestran los datos mineralógicos de las muestras analizadas, así como su índice árido/húmedo. Se incluye la simbología utilizada en los perfiles estratigráficos (Figs.5, 6 y 7).

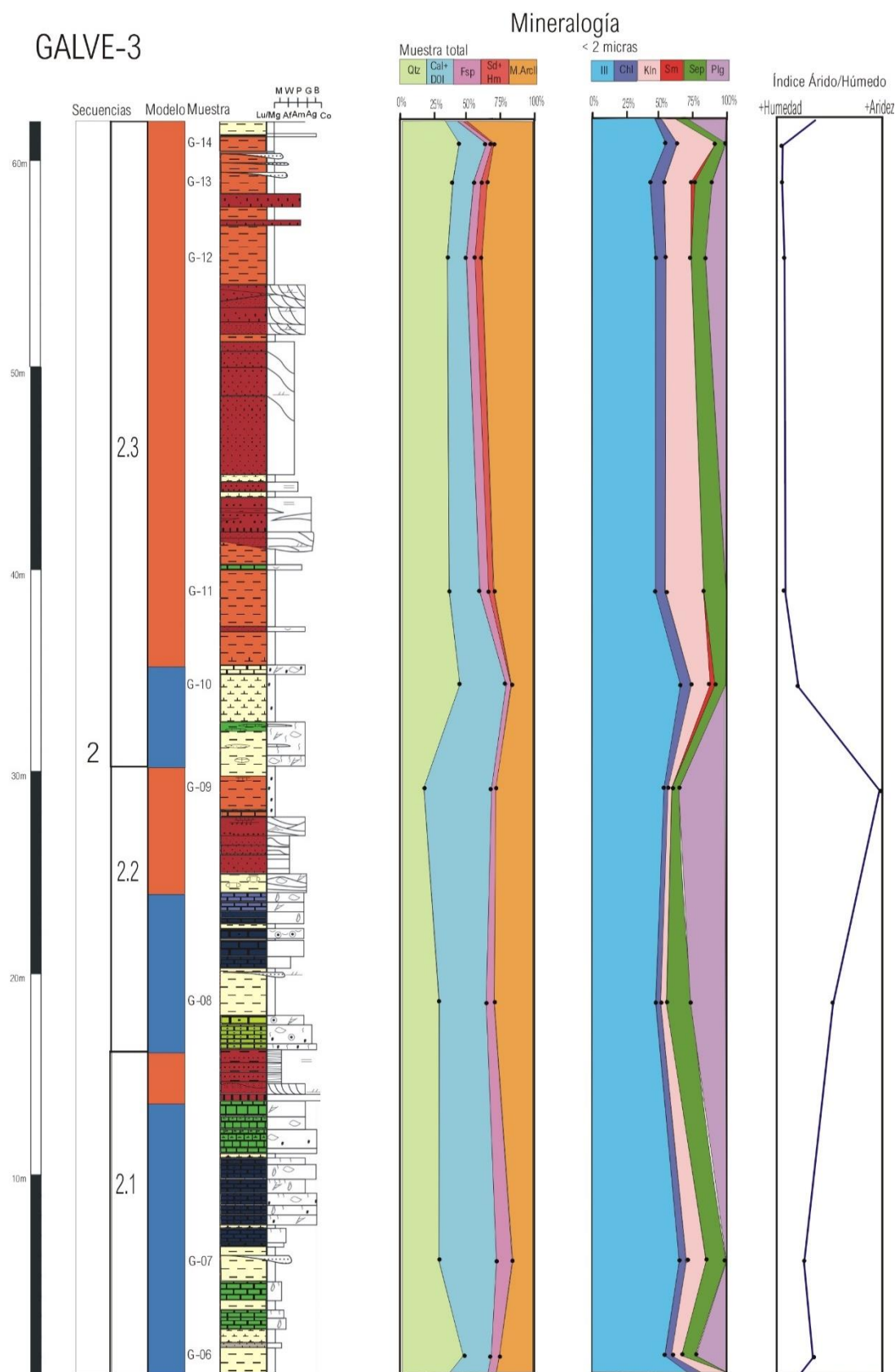


Figura 6. Perfil estratigráfico Galve-3, correspondiente a la secuencia S2 de la Formación Cedrillas. A la derecha de la imagen se muestran los datos mineralógicos de las muestras analizadas, así como su índice árido/húmedo. La leyenda de litología, facies, componentes y estructuras se muestra en la Fig. 5. Abreviaturas mineralógicas utilizadas: Qtz: cuarzo, Cal+Dol: calcita y dolomita, Fsp: feldespatos, Sd+Hm: siderita y hematites, M.Arcl: minerales de la arcilla, Ill: illita, Chl: clorita, Kln: caolinita, Sm: esmectita, Sep: sepiolita y Plg: paligorskita.

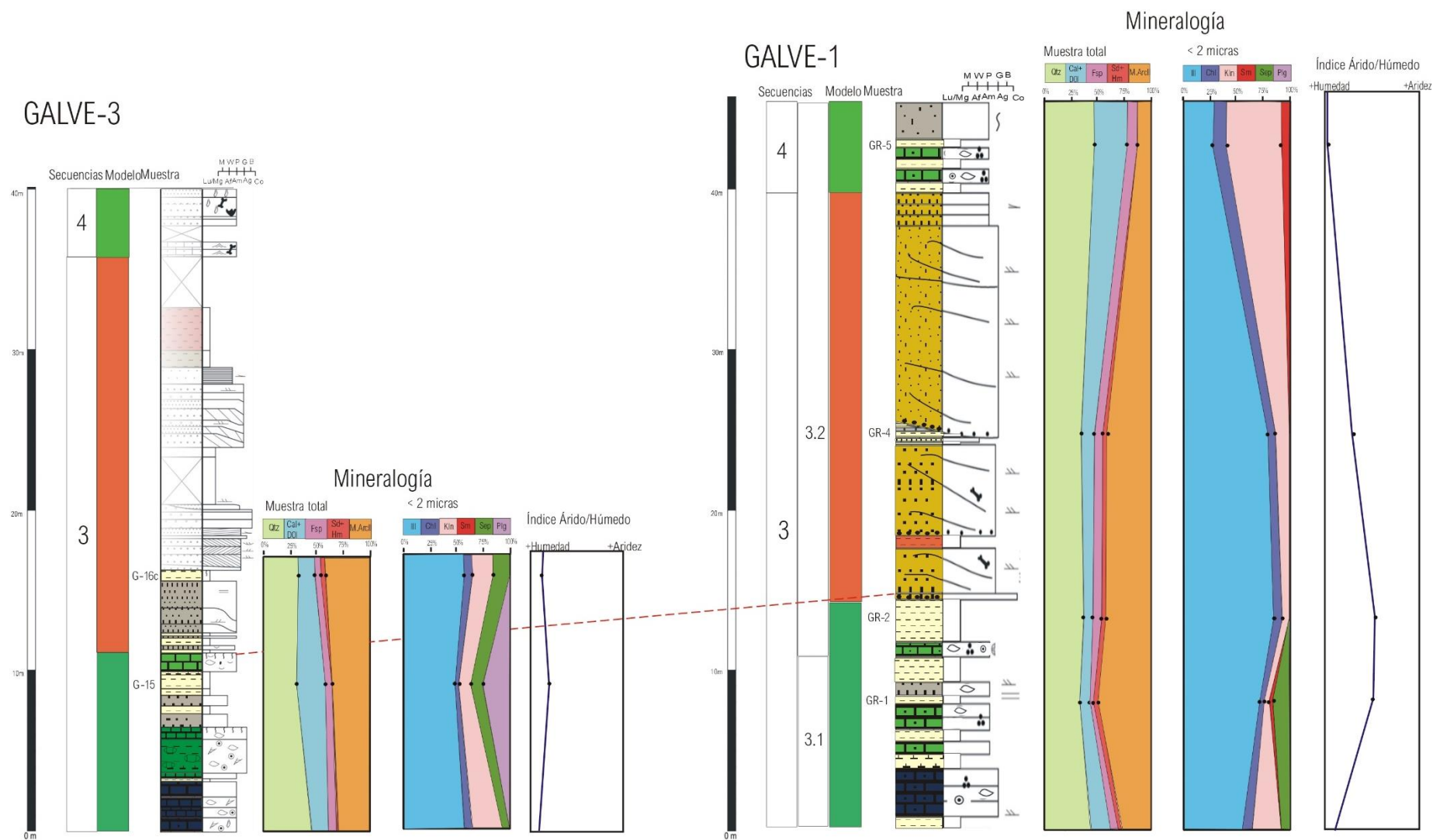


Figura 7. Perfiles estratigráficos Galve-3 y Galve-1, correspondientes a las secuencias S3 y S4 de la Formación Cedrillas. A la derecha de la imagen se muestran los datos mineralógicos de las muestras analizadas, así como su índice árido/húmedo. La leyenda de litología, facies, componentes y estructuras se muestra en la Fig. 5. Abreviaturas mineralógicas utilizadas: Qtz: cuarzo, Cal+Dol: calcita y dolomita, Fsp: feldespatos, Sd+Hm: siderita y hematites, M.Arcl: minerales de la arcilla, Ill: illita, Chl: clorita, Kln: caolinita, Sm: esmectita, Sep: sepiolita y Plg: paligorskita.

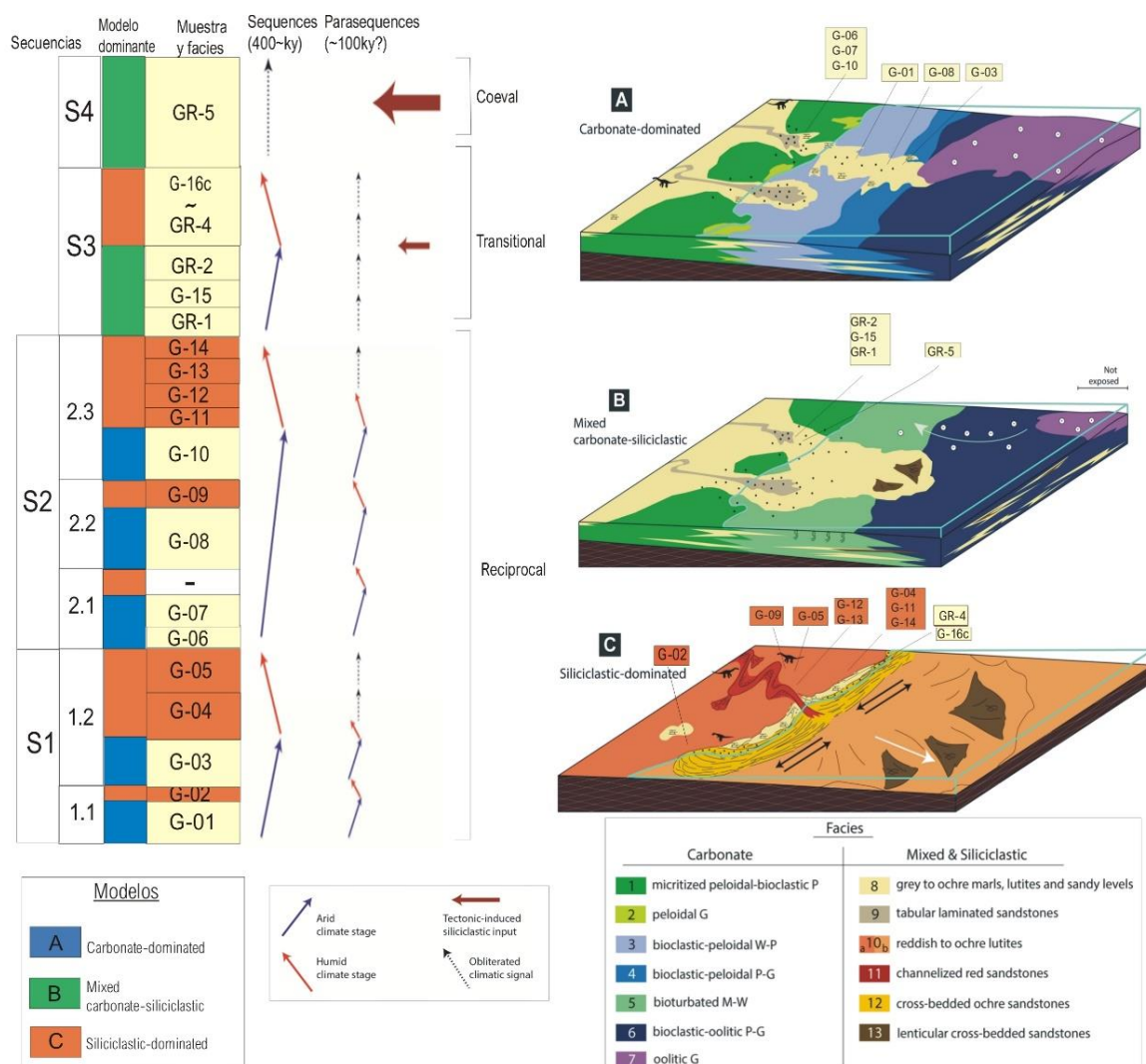


Figura 8. Modelos de sedimentación de la Formación Cedrillas propuestos por Val et al. (2018), periodos climáticos e influencia tectónica para las secuencias y parasecuencias según Val (2020). En los modelos se ha indicado la posición de las muestras analizadas en el presente trabajo, teniendo en cuenta la facies del nivel donde se tomaron, así como las facies de los niveles infrayacente y suprayacente a dicho nivel.

5.2. Análisis mineralógico: difracción de rayos X

Los difractogramas de las muestras totales han permitido evaluar de manera semicuantitativa el porcentaje en peso de los minerales presentes en las muestras, que se reflejan junto a las columnas estratigráficas en las Figs. 5, 6 y 7 y se sintetizan en la Tabla 1.

Los resultados reflejan que la fase más abundante es el cuarzo (9-49% en peso). El contenido en minerales de la arcilla oscila entre un máximo de 51% y un mínimo de 13%. La calcita es el tercer mineral más abundante formando parte de entre un 6 y un 47% en peso de las muestras. Además de estos minerales aparecen, dolomita en un 2-4%, feldespatos aproximadamente en un 5%, y siderita y hematites como accesorios, siempre con valores menores a 2%.

En la Tabla 1 se muestra además la media de cada mineral correspondiente a cada una de las facies analizadas (facies 8, en crema, y facies 10a, en naranja) y la variación estándar de la misma. Podemos observar que las cantidades de minerales son semejantes en ambas facies y que el mineral que

presenta más variación en cantidad entre muestras es la calcita, seguido por los minerales de la arcilla y el cuarzo. Por otra parte, la desviación estándar es mayor en la facies 8 que en la facies 10a.

		MUESTRA	CUARZO	CALCITA	DOLOMITA	FELDESPATO POTÁSICO	PLAGIOCLASAS	SIDERITA	HEMATITES	MINERALES DE LA ARCILLA
S4		GR-5	48	29	-	10	-	-	-	13
		G16c	32	15	2	3	3	2	-	44
		GR-4	34	12	3	3	3	2	-	43
	S3	GR-2	37	6	3	4	4	3	-	42
		G-15	30	27	2	3	2	-	-	36
		GR-1	33	10	-	2	2	2	-	51
		G-14	44	16	2	3	3	2	-	29
		G-13	39	12	4	2	3	2	2	37
		G-12	34	13	4	3	3	2	2	40
		G-11	34	23	2	4	3	2	1	31
		G-10	45	34	2	3	-	-	-	17
		G-09	17	47	3	3	2	-	-	28
		G-08	27	36	2	5	-	-	-	29
		G-07	28	42	2	13	-	-	-	16
		G-06	49	20	-	4	2	-	-	24
		G-05	38	25	2	2	3	2	-	27
		G-04	32	18	2	4	3	-	-	41
		G-03	9	67	2	2	1	-	-	20
		G-02	38	27	2	3	2	-	-	29
		G-01	31	12	3	-	3	2	-	49
		media	34	26	2	4	2	1	-	32
		st.dv.	(10.4)	(16.6)	(0.5)	(3.4)	(1.0)	(0.5)	-	(13.3)
		media	34	23	3	3	3	1	1	33
		st.dv.	(7.4)	(10.5)	(0.6)	(0.6)	(0.4)	(0.3)	(0.6)	(5.2)

Tabla 1. Análisis mineralógico semicuantitativo de las muestras totales analizadas por DRX, en porcentaje en peso, indicando su situación respecto a las secuencias y parasecuencias, así como el modelo sedimentario (azul: carbonatado; naranja: siliciclástico; verde: mixto) y la facies donde se recogió (crema: facies 8 de margas grises-ocres; naranja: facies 10a de lutitas rojas). Se incluye la media de minerales según la facies a la que pertenecen, así como su desviación estándar (st.dv).

Respecto a la composición mineralógica de la fracción menor de 2 μm (Tabla 2), los resultados indican que illita, caolinita y clorita están presentes en todas las muestras. Se observa una clara dominancia de illita (con valores desde 28% hasta 85%), excepto en la GR-5 en la cual domina la caolinita. Los porcentajes de caolinita varían entre un 3% y un 52%, la clorita está presente como máximo en un 12% en cada una de las muestras. En algunas muestras se ha detectado esmectita, si bien, solo en bajos contenidos (máximo 9%). Se han detectado también arcillas fibrosas (sepiolita y paligorskita) que constituyen como máximo el 27% de la fracción arcillosa; la sepiolita alcanza porcentajes de 18% y la paligorskita, que se encuentra en 7 muestras, tiene un máximo de 35% en una de ellas.

		MUESTRA	CAOLINITA	CLORITA	ILLITA-MICA	ESMECTITA	SEPIOLITA	PALIGORSKITA
S4		GR-5	52	12	28	9	-	-
S3		G16c	20	8	55	-	17	-
		GR-4	15	7	79	-	-	-
		GR-2	8	8	84	-	-	-
		G-15	11	5	46	-	11	28
		GR-1	5	4	71	2	18	-
S2	2.3	G-14	27	9	55	-	9	-
		G-13	21	11	42	2	13	12
		G-12	19	9	46	-	10	16
		G-11	27	9	46	-	17	-
		G-10	13	7	67	3	9	-
	2.2	G-09	3	3	54	-	6	35
		G-08	5	3	48	-	11	33
	2.1	G-07	12	5	66	-	17	-
		G-06	8	5	55	-	8	24
		G-05	20	7	73	-	-	-
S1	1.2	G-04	9	7	51	-	-	33
		G-03	8	7	85	-	-	-
	1.1	G-02	29	9	60	2	-	-
		G-01	15	6	80	-	-	-

Tabla 2. Análisis mineralógico semicuantitativo de la fracción <2 µm analizadas por DRX, en porcentaje en peso, indicando su situación respecto a las secuencias y parasecuencias, así como el modelo sedimentario (azul: carbonatado; naranja: siliciclástico; verde: mixto) y la facies donde se recogió (crema: facies 8 de margas grises-ocres; naranja: facies 10a de lutitas rojas).

En la Fig. 9 se sintetizan los resultados de la mineralogía de las muestras analizadas (señaladas con un punto), a lo largo de las cuatro secuencias S1 a S4 y los datos interpretativos de Val *et al.* (2018) y Val (2020), en cuanto a los ciclos climáticos y a la actuación de la tectónica extensiva.

La illita forma parte, de forma continuada, en la sedimentación de las 4 secuencias con valores siempre superiores al 28%, si bien tiene una ligera tendencia a disminuir a partir de la S2 haciéndose más acusada esta disminución al final de la S3. La clorita aparece de manera continuada en todo el perfil, aunque en contenidos bajos (3-12%). La caolinita se encuentra concentrada en mayor porcentaje en los periodos de dominancia siliciclástica (especialmente de la S3) y en la S4 mixta. La esmectita se presenta, aunque en porcentajes muy bajos (2-3%), a partir de la parasecuencia 2.3 y se registra de manera discontinua hasta la S4, donde tiene su valor más alto (9%). La sepiolita se concentra a lo largo de la S2 y al comienzo de la S3. La paligorskita aparece en las parasecuencias 1.2, 2.2 y 2.3.

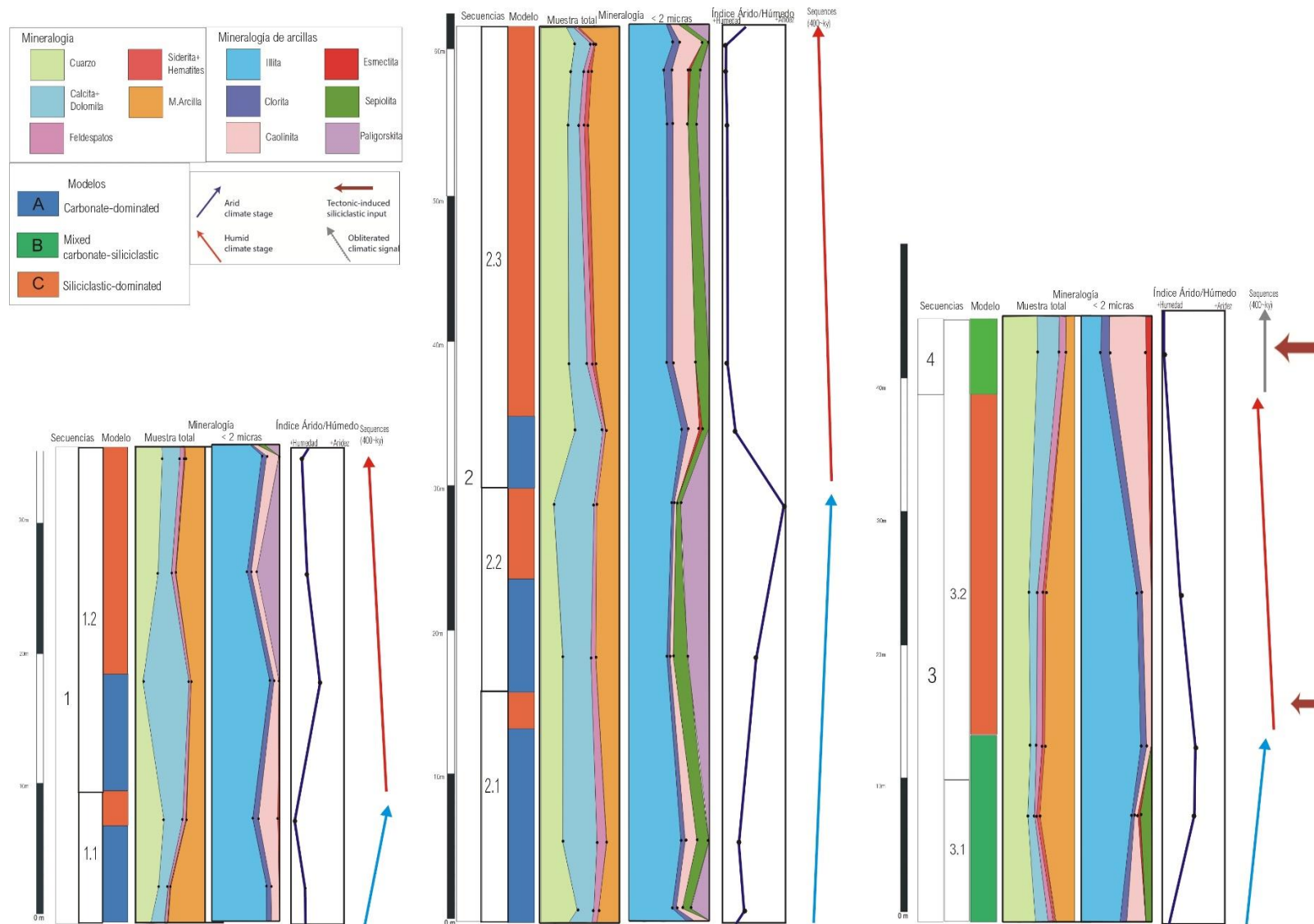


Figura 9. Relación mineralógica de muestra total y de la fracción arcilla e índice árido/húmedo obtenido en este trabajo y, las secuencias estratigráficas y modelos sedimentarios de la Formación Cedrillas de Val et al. (2018). Se incluye también la hipótesis de ciclos climáticos de Val (2020).

6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

6.1. Análisis mineralógico y relación con los ambientes sedimentarios

A continuación, se discuten las características necesarias de los minerales de arcilla para su aplicación como indicadores *proxy* paleoclimático, así como su posible génesis y sus posibles condiciones de formación.

En la Tabla 1 podemos observar que los porcentajes en peso del total de minerales de la arcilla tienen valores semejantes en facies que corresponderían a momentos áridos y en facies que corresponderían a momentos húmedos según la hipótesis de Val *et al.* (2018). Esto sugiere que la cantidad de minerales de la arcilla no informaría acerca de las condiciones climáticas. Así pues, se ha de evaluar si la asociación característica de minerales de la arcilla presente en cada momento, es decir las proporciones relativas de minerales de las arcillas, indicarían las condiciones climáticas.

No obstante, como paso previo a la interpretación de las proporciones relativas de minerales de la arcilla en términos de cambios climáticos, es necesario discutir el origen y posibles modificaciones en la mineralogía de arcillas de la Formación Cedrillas.

1) Origen detrítico y posibles modificaciones de las arcillas durante el transporte y la sedimentación

Weaver (1989) indica que el 60% de los sedimentos que llegan a los mares están constituidos por arcillas y que pueden llegar del orden de 10 billones de toneladas al año. Las arcillas pueden ser transportadas desde el área fuente por ríos, viento o por glaciares, si bien según Velde (1995), la mayor cantidad de transporte y sedimentación de arcillas en ambientes marinos y transicionales se realiza a través de los ríos. Todo esto sugiere que la mayoría de arcillas en los medios estudiados serían detríticas, interpretación que es coherente con la presencia de cursos fluviales en los tres modelos de sedimentación propuestos por Val *et al.* (2018) para la Formación Cedrillas, pudiendo ser estos el agente principal de transporte de las arcillas y/o el viento, de menor entidad en cuanto a cantidad de material. Además, las muestras analizadas de la Formación Cedrillas se ubican en facies depositadas en las zonas más proximales de los distintos modelos sedimentarios (Fig. 8), de modo que los minerales de la arcilla serían transportados en suspensión en los canales fluviales produciéndose la decantación de las arcillas en la llanura costera del modelo llanura costera a delta dominado por el oleaje (modelo siliciclástico), o bien desde los canales que derivarían en el *lagoon* protegido (modelo carbonatado y mixto), produciéndose la decantación de las arcillas en su margen.

Si se parte de esta hipótesis, la gran mayoría de las arcillas que constituyen la Formación Cedrillas se habrían formado por procesos de meteorización de rocas (principalmente sedimentarias) del área fuente. Uno de los factores fundamentales y condicionantes del grado y tipo de meteorización, tanto física como química, es el clima (temperatura y precipitaciones), si bien hay otros factores, como, por ejemplo, las características de la roca de partida, la presencia o ausencia de suelo en ellas y la duración del proceso de meteorización. Cuando la meteorización es de tipo química y se produce de manera efectiva, se llegan a generar suelos, y cuando esto ocurre las características de la roca madre dejan de ser importantes y el factor condicionante es el clima (Righi y Meunier, 1995). En la actualidad se observa que la distribución de suelos a nivel mundial tiene un control latitudinal, es decir climático, estos suelos son denominados zonales. Numerosos autores han mostrado la mineralogía de arcillas en los suelos zonales (p.ej. Pédro, 1984).

En la meteorización física, un claro ejemplo de la influencia del clima son los ciclos de humectación y secado en sedimentos arcillosos, dando lugar a la formación de virutas de arcilla que posteriormente,

son transportadas por el viento (Chamley, 1989). En contraposición, uno de los principales procesos que se desarrollan durante la meteorización química es la hidrólisis, es decir la disolución de minerales en presencia de agua y la cristalización de fases nuevas. Un buen ejemplo es la hidrólisis del feldespato potásico. En este caso, se disuelve el feldespato potásico y cristaliza caolinita, liberándose K^+ y ácido silícico. Esta reacción resulta más efectiva cuando se realiza en presencia de abundante agua, en medios ácidos y de alta temperatura. Por eso las condiciones climáticas que favorecen la formación de caolinita son temperaturas cálidas y ambientes húmedos.

Según las condiciones del área fuente, los procesos de hidrólisis producirán unas arcillas u otras y por tanto reflejarán las condiciones de su formación. Posteriormente, debido a los procesos de erosión y transporte estas arcillas podrán llegar al medio marino. No obstante, hay que contemplar la posibilidad de que las arcillas hayan sufrido modificaciones durante el transporte o la sedimentación. Sin embargo, en las zonas deltaicas el cambio geoquímico de las aguas (salada-dulce) no es suficiente como para poder transformar o degradar las arcillas (Chamley, 1989), y serían depositadas mediante asentamiento diferencial.

Las arcillas presentes en la Formación Cedrillas como lo son illita, caolinita, clorita y esmectita, se forman en condiciones diferentes si bien, todas ellas se pueden formar mediante procesos de meteorización, por lo que se puede trabajar sobre la hipótesis de que son detríticas.

2) Génesis de las arcillas fibrosas

La génesis de las arcillas fibrosas (sepiolita y paligorskita) podrían explicarse con dos hipótesis. La primera de ellas, es que se hayan formado en el área fuente en suelos tipo calcretas (Chamley, 1989) y que hayan llegado hasta los sedimentos objeto de estudio por transporte acuoso y/o eólico. Teniendo en cuenta que las calcretas constituyen niveles finos de potencia centimétrica a decimétrica, formados principalmente por carbonato y pequeñas proporciones de arcillas fibrosas, parece poco probable que hubieran llegado a los medios estudiados arcillas fibrosas en proporción suficiente como para ser posteriormente detectadas. La segunda posibilidad, es que se hayan formado *in situ*, por precipitación a partir del agua marina. La formación de arcillas fibrosas es posible en medios lacustres y marinos restringidos en condiciones de pH alcalinos, por lo que se podrían haber formado en las zonas de *lagoon* protegido, coincidiendo con los periodos de sedimentación carbonatada y mixta. Si bien estas fases se encuentran presentes tanto en lutitas rojas de llanura costera del modelo siliclástico como en las margas de la llanura costera y de la parte marginal del *lagoon* en los modelos carbonatados y mixto sugiere la posibilidad que hayan sido depositadas mediante estas dos hipótesis, alternamente. Las arcillas fibrosas presentes en la facies de lutitas rojas (modelo siliclástico) corresponderían a erosión y posterior transporte de suelos tipo calcretas, cercanos al área fuente en etapas áridas dentro de una etapa de mayor duración húmeda, mientras que las que se encuentran en las margas (modelo carbonatado y mixto) es más probable que hayan sido formadas en el *lagoon* protegido en los periodos de condiciones más áridas. Si bien, para determinar su origen con exactitud sería necesario estudios más detallados.

3) Génesis de la esmectita

La esmectita presente en la Formación Cedrillas fundamentalmente sería detrítica proveniente de la meteorización química de suelos ricos en aluminosilicatos. Otra posible génesis, aunque más remota de la esmectita es que encuentre relacionada con la hidrólisis de vidrios volcánicos, en relación con la presencia de sills volcánicos pérmicos emplazados en sedimentos carboníferos en la zona del anticlinal

de Montalbán de afinidad calcoalcalina (Torres *et al.*, 1989). En este caso, la esmectita se podría haber formado por material vítreo o escasamente cristalino de las rocas volcánicas, este proceso ha sido descrito por diversos autores (p.ej. Vazquez *et al.*, 2016). Desde esos afloramientos rocosos podrían haber sido transportadas hasta la subcuenca de Galve, como ocurre en sedimentos del Cretácico Inferior (Formación Camarillas) en las cuencas de Galve y Aliaga, en los que se encuentran fragmentos plutónicos de macizos paleozoicos, provenientes de una cuenca al W o NW de ellas (Caja *et al.*, 2001). Las corrientes de deriva litoral tienen una dirección concordante con esta hipótesis durante el periodo de sedimentación de la Formación Cedrillas (Val *et al.*, 2018).

4) Influencia de la diagénesis en las asociaciones de las arcillas

Para poder aplicar la presencia de arcillas como indicador *proxy* paleoclimático, es necesario analizar si la mineralogía de arcillas de la Formación Cedrillas ha sido modificada por la diagénesis.

La presencia de sepiolita y paligorskita sugiere que la diagénesis de estos materiales ha sido escasa y que no ha modificado de manera significativa la mineralogía de las arcillas. Singer y Galán (1984) indican que la presencia de yacimientos de carácter significativo de arcillas fibrosas solo ha sido detectada en el Cenozoico, ya que estos minerales son inestables en condiciones diagenéticas.

La presencia de otras arcillas también refuerza la hipótesis de que la diagénesis que han sufrido los depósitos de arcillas ha tenido que ser reducida. Por ejemplo, según indican Frey y Robinson (1999), la caolinita se desestabiliza en la diagénesis profunda, la esmectita deja de ser estable al comienzo de la diagénesis avanzada y se transforma en interestratificados illita/esmectita o clorita/esmectita en función de la composición de la esmectita. Por tanto, la asociación de illita y esmectita sugiere unas condiciones de diagénesis temprana. Por otra parte, en la diagénesis avanzada, tras desestabilizarse la caolinita y la esmectita, se produce la asociación clorita e illita (Frey y Robinson, 1999). La coexistencia de los cuatro tipos de arcillas (caolinita, esmectita, illita y clorita) en los materiales estudiados no es compatible con que sean consecuencia de transformaciones diagenéticas, sino que se tratara de fases solamente detríticas.

Sobre el conjunto de los trabajos que detallan la potencia de los materiales mesozoicos que suprayacen a la Formación Cedrillas (Aurell *et al.*, 2019a; Godoy *et al.*, 1983; Gautier y Barnolas, 1980) se ha estimado que el enterramiento que han sufrido los materiales de la Formación Cedrillas fue de unos 1100 m (considerando los materiales sin descompactar, se registran menos de 10 m correspondientes al Jurásico superior, unos 900 m de materiales del Cretácico inferior y 200 m del Cretácico superior). La potencia de los materiales cenozoicos, por su presencia muy localizada en la subcuenca no ha sido considerada (Aurell *et al.*, 2019a; Godoy *et al.*, 1983; Gautier y Barnolas, 1980). En una diagénesis de enterramiento, un espesor de 1 km implicaría, si el gradiente geotérmico es normal, un incremento de unos 30°C, una temperatura demasiado baja para producir modificaciones en las arcillas.

Por lo tanto, al no haber sido modificadas y ser detríticas, las arcillas de la Formación Cedrillas reflejarían las condiciones climáticas de área fuente.

5) Características de la meteorización química que formaron las arcillas detríticas

Los relativamente altos contenidos en caolinita en los materiales estudiados sugieren condiciones de meteorización equivalentes a las que se desarrollarían para la formación de suelos lateríticos, si bien la presencia de hierro asociado es menor que la esperable en este tipo de suelos. Odin (1988) indica que en ríos de climas tropicales ricos en hierro disuelto debido a la meteorización de los materiales de

la cuenca de drenaje, se produce una precipitación de hierro en la desembocadura del río al producirse la mezcla de agua dulce y salada. Esto podría explicar la distribución de facies más rojizas hacia el continente en el modelo de sedimentación siliciclástica (Fig. 8). Si bien la presencia de abundante illita y clorita junto con caolinita y esmectita sugiere que las condiciones de meteorización no fueron homogéneas, predominando en determinados momentos la meteorización física sobre la química y en otros momentos viceversa y dichas condiciones de meteorización fueron variando a lo largo de la sedimentación de la Formación Cedrillas.

Los suelos lateríticos se desarrollan en zonas intertropicales, en climas cálidos y húmedos, y contienen caolinita y óxidos de hierro; mientras que, los suelos pardos, que se forman en zonas templadas húmedas suelen contener esmectita proveniente de la meteorización de illita y clorita. Por otra parte, la asociación de illita y clorita se encuentra presente en suelos tipo desierto, tanto en condiciones cálidas como frías, de climatología árida, es decir, con escaso desarrollo de reacciones de hidrólisis (Chamley, 1989).

Por tanto, las condiciones de meteorización en el área fuente serían variables, predominando la meteorización física (y escaso desarrollo de procesos de hidrólisis) cuando en las asociaciones minerales hay altos contenidos de illita-clorita e intensa meteorización química cuando predomina caolinita-esmectita.

Así, las asociaciones de arcillas determinadas en este trabajo contienen arcillas características de condiciones áridas (illita y clorita) y arcillas de condiciones húmedas (caolinita y esmectita), por eso valores altos del índice árido/húmedo indican aridez y los valores más bajos humedad.

Si bien como la esmectita y caolinita necesitan para formarse por meteorización química además de temperatura de carácter cálido, condiciones de humedad, el índice estaría sugiriendo variaciones entre condiciones áridas y húmedas-cálidas.

6.2. Análisis mineralógico y posibles ciclos climáticos

En la Formación Cedrillas, si comparamos la distribución de illita y caolinita, especialmente en la S2 y S3, los periodos con mayor abundancia de illita coinciden con los momentos de clima más árido propuestos por Val (2020) durante los que se desarrolla el modelo carbonatado, mientras que los periodos húmedos (modelo siliciclástico) se caracterizan por una mayor presencia de caolinita (Fig. 9). La clorita se encuentra presente a lo largo del perfil estratigráfico con valores muy bajos, al igual que sucede de manera discontinua con la esmectita, aunque esta última arcilla es algo más abundante en la parte final de la S3 y en la S4. Respecto a la sepiolita y paligorskita, son más independientes de las condiciones del clima en el área fuente. La sepiolita se registra a lo largo de la S2 y al inicio de la S3, registrándose tanto en los periodos áridos como más húmedos de Val (2020), aunque es más abundante en el periodo carbonatado (árido) de la S2.

Los valores del índice árido/húmedo en base a las proporciones relativas de los minerales de la arcilla (Fig. 9), muestran una correlación entre este índice y, confirman los ciclos árido-húmedo que coinciden con los ciclos carbonatado-siliciclástico de cada una de las secuencias propuestos por Val (2020). Si bien, Val (2020) propone una interpretación similar para las parasecuencias, dicha hipótesis no puede contrastarse con los datos mineralógicos de las arcillas obtenidos en este trabajo, ya que ello requeriría un muestreo más detallado que registre los posibles periodos áridos-húmedos (carbonatados-siliciclásticos) a nivel de parasecuencia.

En concreto, los ciclos áridos (carbonato)-húmedos (siliciclástico) se observan en las secuencias S1 y S2 (Fig. 9). En la primera secuencia (S1), el paso del periodo árido al húmedo se refleja en una disminución del índice, especialmente notable en la parte superior (ver intervalo siliciclástico de la parasecuencia 1.2). También hay un ligero decrecimiento del índice coincidiendo con el periodo siliciclástico de la primera parasecuencia 1.1. En la segunda secuencia (S2), se observa un claro ciclo árido (parasecuencias 2.1 y 2.2) y húmedo, correspondiente al potente intervalo siliciclástico de la parasecuencia 2.3. No obstante, en la parasecuencia 2.2, la muestra recogida en el nivel siliciclástico presenta contenidos altos en illita+clorita con respecto a caolinita+esmectita, dando lugar a un valor de aridez relativa muy elevado que no concuerda con estos ciclos árido-húmedo. A nivel de secuencia (S2), se observa el tránsito de aridez hacia alta humedad.

En cuanto a las secuencias S3 y S4, (Fig. 9) se puede intuir ligeramente el ciclo árido-húmedo en la S3, si bien hay que tener en cuenta que solo se dispone de dos muestras. Respecto a la secuencia S4, toda ella de carácter mixto (es decir, sin alternancia de modelos sedimentarios) se observa una tendencia general hacia condiciones más húmedas. Hay que tener en cuenta que, el final de la secuencia 3 y la secuencia 4 (3.2 y S4) son coetáneas con el desarrollo de tectónica distensiva. A pesar de la tectónica, el índice calculado concuerda con los ciclos climáticos propuestos por Val (2020), siendo las condiciones en la S4 más húmedas que la final de la S3 (dominancia siliciclástica). Esto sugiere que la tectónica no ha obliterado la señal climática de las arcillas.

Val (2020) relaciona los cambios climáticos árido-húmedo registrados en las secuencias y parasecuencias con ciclos orbitales de duraciones de alrededor de 400 ka y 100 ka, respectivamente (Fig. 9). Los datos aportados aquí son coherentes con la existencia de estos ciclos árido-húmedo. Adicionalmente, el hecho de que la caolinita además de corresponder a climas húmedos, necesite también climas cálidos, hace que el índice calculado marque ciclos áridos- húmedos y cálidos, incluso cuando la tectónica parece más intensa (parte superior de la S3 y la S4).

7. CONCLUSIONS

The main conclusions of the mineralogical analysis of the clays of Cedrillas Formation can be summarized as follow:

- The clay minerals present in marls (facies 8) and red lutites (facies 10a) formed in coastal plain to marginal *lagoon* settings are: illite, kaolinite, chlorite, smectite, sepiolite and paligorskite.
- The geological and sedimentological context and the clay associations suggest that most of the clay minerals were detrital and probably were transported by rivers and/or wind up to the coastal plain to marginal *lagoon* settings. Fibrous clays (sepiolite and paligorskite) could be authigenic and they would have been formed in aqueous environments or detrital.
- The clays underwent minimal modifications during transport and diagenesis, as the preservation of kaolinite and smectite (unstable minerals in early stages of diagenesis) indicates. This is coherent with the relative low burial depth that these materials underwent (1100 m).
- The arid/humid index based on clay minerals (illite+chlorite/kaolinite+smectite) shows a series of climatic cycles which are coincident to arid (carbonate dominated)-humid (siliciclastic dominated cycles in sedimentation defined by Val *et al.* (2018 and Val (2020).
- The fact that kaolinite is formed under humid and warm climates suggests that the humid periods described by Val (2020) would be humid and warm.

- The climatic signal reflected by the clay minerals and the calculation of the arid/humid-warm index has also been observed in the sequences developed simultaneously with extensive tectonics.
- Clay minerals have turned out to be a good paleoclimatic *proxy* for the transitional environments of the Cedrillas Formation, even in presence of tectonic distensive.

8. BIBLIOGRAFÍA

Aurell, M., Bádenas, B., Canudo, J.I., Castanera, D., García-Penas, A., Gasca, J.M., Martín-Closas, C., Moliner, L., Moreno-Azanza, M., Rosales, I., Santas, L., Sequero, C., Val, J. (2019a): Kimmeridgian-Berriasian Stratigraphy and sedimentary evolution of the central Iberian Rift System (NE Spain). *Cretaceous Research*, 102: 1-19.

Aurell, M., Bádenas, B., Gasca, J.M., Canudo, J.I., Liesa, C.L., Soria, A.R., Moreno-Azanza, M., Najes, L. (2016): Stratigraphy and evolution of the Galve subbasin (Spain) in the middle Tithonian—early Barremian: Implications for the setting and age of some dinosaur fossil sites. *Cretaceous Research*, 65: 138–162.

Aurell, M., Val, J., Bádenas, B., Liesa, C.L. (2019b): Significado de las discordancias de finales del Jurásico registradas en el sector central de la Subcuenca de Galve (Aguilar de la Alfambra, Teruel). *Geogaceta*, 65: 15-18.

Biscaye, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 76: 803-832.

Caja, M.A., Marfil, R., Salas, R., Rossi, C. (2001): Composición y procedencia de los sedimentos detríticos del Cretácico Inferior de las subcuencas occidentales de la cuenca del Maestrazgo. *Geotemas*, 3(1): 97-100.

Chamley, H. (1989): *Clay sedimentology*. Springer, Berlín-Heidelberg, 623 p.

Colombié, C., Giraud, F., Schnuder, J., Götz, A.E., Boussaha, M., Aurell, M., Bádenas, B. (2014): Timing of the sea level, tectonics and climate events during the uppermost Oxfordian (Planula zone) on the Iberian ramp (northeast Spain). *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 421: 17-31.

Dera, G., Pellenard, P., Neige, P., Deconink, J., Pucéat, E., Dommergues, J.L. (2009): Distribution of clay minerals in Early Jurassic Peritethyan seas: Paleoclimatic significance inferred from multiproxy comparisons. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 271: 39-51.

Do Campo, M., Bauluz, B., Del Papa, C., White, T., Yuste, A., Mayayo, M.J. (2018): Evidence of Cyclic climatic changes recorded in clay mineral assemblages from a continental Paleocene-Eocene sequence, northeastern Argentina. *Sedimentary geology*, 368: 44-57.

Frey, M., Robinson, D. (1999): *Low-Grade Metamorphism*. Blackwell Science Ltd, Cambridge, 313 p.

Gautier, F., Barnolas, A. (1980): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº543 (Villarluengo) y memoria*. IGME, Madrid. 45 p.

Godoy, A., Moissenet, E., Ramírez, J.I., Olivé, A., Aznar, J.M., Jerez, L., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Adrover, R., Alberdi, M.T., Giner, M.T., Gutiérrez, M., Portero, J.M.,

Gabaldón, V. (1983): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº542 (Alfambra) y memoria*. IGME, Madrid. 69 p.

Hallan, A., Grose, J.A., Ruffel, A.H. (1991): Paleoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic Cretaceous boundary in England and France. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 81: 173-187.

Joint Committee on Powder Diffraction Standards; American Society for Testing and Materials. (1974): *Selected power diffraction data for minerals*. Swarthmore, Pennsylvania, 833 p.

Martín, J.D. (2016): Using X PowderX: a software package for powder X-ray diffraction analysis. Descargado el 20 de diciembre de 2019 de: <www.xpowder.com>. Versión: 2016.01.15.

Mincrust, versión en inglés (en línea). Crystallographic and Crystallochemical Database for Minerals and their Structural Analogues. Mincrust (última revisión completa 08/2008). Disponible en: <<http://database.iem.ac.ru/mincrust/index.php>>

Odin, G.S. (1988): *Green marine clays*. Developments in Sedimentology, 45. Elsevier, Amsterdam, 445 p.

Pédro, G. (1984): La genèse des argiles pédologiques: ses implications minéralogiques, physico-chimiques et hydriques. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires*, 37-4: 333-347.

Righi, D., Meunier, A. (1995): Origin of clays by rock weathering and soil formation. En: *Origin and mineralogy of clays* (B. Velde, ed). Springer, Berlín-Heidelberg, 43-161.

Ruffell, A., McKinley, J.M., Worden, R.H. (2002): Comparison of clay mineral stratigraphy to other proxy paleoclimate indicator in the Mesozoic of NW Europe. *The Royal Society*, 360: 675-693.

Salas, R., y Guimerà, J. (1996): Rasgos estructurales principales de la cuenca del Cretácico Inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20(7): 1704-1706.

Schultz, L.G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre shale. *Geological Survey Professional Paper*, 391-c: 1-31.

Subías, S. *Caracterización de los sistemas costeros terrígeno-carbonatados del final del Jurásico (Formación Villar del Arzobispo-Galve)*. Trabajo de Fin de Máster, Universidad de Zaragoza, 2015.

Torres, J.A., Lago, J., Pocovi, A. (1989): Modalidades del emplazamiento de intrusiones calco-alcalinas, Stephaniense-Pérmicas, en el sector norte del Anticlinal de Montalbán (provincia de Teruel). *Geogaceta*, 6: 43-46.

Val, J., Aurell, M., Bádenas, B., Castanera, D., Subías, S. (2018): Cyclic carbonate-siliciclastic sedimentation in a shallow marine to coastal environment (latest Kimmeridgian-early Tithonian, Galve, sub-basin, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 45: 195-222.

Val, J. (2020): *Sedimentology and cyclostratigraphy of three Jurassic shallow platforms (Central Iberian Basin): the interplay of internal and external factors*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 289 p.

Vazquez, M., Bauluz, B., Nieto, F., Morata, D. (2016): Illitization sequence controlled by temperature in volcanic geothermal systems: The Tinguiririca geothermal field, Andean Cordillera, Central Chile. *Applied Clay Science*, 134: 221-234.

- Velde, B. (1995): *Origin and Mineralogy of Clays: Clays and the Environment*. Springer, Berlín-Heidelberg, 335 p.
- Weaver, C.E. (1989): *Clays, Muds and Shales*. Developments in Sedimentology 44, Elsevier, Amsterdam, 837 p.